

# 積雪状態の変化と雪崩発生との関連

## －温暖地積雪における雪崩発生予測手法の試み－

### The Relation between Snow Conditions and Avalanche Occurrence.

#### － The estimate technique on the avalanche at warm place snow －

伊藤 文雄\*  
(福井大学教育地域科学部)

北川 博正\*\*  
(福井県勝山市荒土小)

## 要 旨

積雪状態の変化は、観測地より標高の高い位置で、多少の遅延を生じると推測され立証されている。雪崩発生予知に好都合な此の特性を再度確認した。さらに平地積雪と斜面積雪形成の類似性を想定、最頻雪密度( $\rho_f$ )、 $\rho$ 分布型、実質雪応力(仮、 $\tau_r$ )等の導入により、平地積雪からの発生予知の妥当性と可能性を検討し観測値との比較を試みた。3冬間の観測値と過去の資料から、観測地点として選んだ勝山市横倉からの、周囲の山嶺と山腹で発生する、雪崩予知に対して妥当な数値を得ることができた。これらの検討に際して、かつて温暖地積雪の構造として推論した“準柱状構造”に、 $\rho = 0.1 \sim 0.2$ 付近で、流体的様相から構造体への変移がある事の認識を新たにした。

## 1. はじめに

温暖地積雪の特性(地域差, 時間変化)を知る目的で、これまでに主に福井県嶺北地方の各地で積雪断面観測を行ってきた。その殆どが平地で行われたものだが、かつてより平地に於ける観測値を斜面に於ける其れに適用して、雪崩等の発生を予測する可能性を探っていた。

一般に積雪状態の変化は観測地より標高の高い位置で多少の遅延を生じると推測されており、別の広域観測値で立証している、このような積雪の特性は雪崩発生予知に非常に好都合といえる。さいわい熱錘式密度( $\rho$ )計の開発により、以前に比べて格段に精細で信頼性のある  $\rho$  - プロファイルが参照可能となった。さらに  $\rho$  - プロファイルを基本として導かれる種々の状態量、例えば最頻雪密度( $\rho_f$ )、 $\rho$ 分布型、実質雪応力(仮、 $\tau_r$ )、等：後述、及びその変化と発生との関連を検討する。もちろん温暖地積雪での含水量については、本稿ではあまり詳しくふれていないが、変態の速さ・他に及ぼす影響が大きいので常に念頭に置いておく必要がある。

1996年冬、福井県勝山市横倉ほか奥越の各地で雪崩が発生し、春以降に個々についての現地調査が行われた。後日北川氏所有の積雪断面観測資料(7回分：於北谷)の整理の結果に触発されて、1998年冬から更に頻度高い定期観測(数日毎)が実施されている。2000年冬までの主に3冬期間に、あいにく大きな雪崩は発生しなかったが、今後の参考となる資料が得られたので報告する。未だ期間も例も多くないので結果の数値等は、あくまでも暫定的と云わざるをえない。3冬間の知見を参考に1996年と1981年の場合についても触れる。

キーワード：温暖地積雪，雪崩，平地－斜面積雪，実質雪応力(仮， $\tau_r$ )，準柱状構造

\* Fumio Ito (Department of Physics, Faculty of Education and Regional Studies, Fukui University, Fukui, 910, Japan)

\*\* Hiromasa Kitagawa (Arado Primary School, Katsuyama, 911, Japan)

## 2. 観測の概要

i. 場所：福井県勝山市横倉(標高410m)。近くの兜岳(1368m)山稜付近を発生源とする大雪崩が、1996年の例をはじめ過去(一、一、'27,'63,'74,)に幾度も起きている。規模はともかく地形上毎年2種類の雪崩(表層：兜岳山頂付近、全層：周辺の山腹)の発生が期待でき展望することもできる。冬季にも付近の道路の確保が大概なされており、露場までの車輛による進入が常に可能である、等の理由で雪崩観測地として最適と云える。

ii. 期間：12/10から待機～本観測(1/15～3/15)～3/31まで待機

iii. 定期項目：直接法と熱錘法による全層  $\rho$  - プロファイル測定と兜岳及び周辺山腹の写真撮影。

二人の分担者(北川、伊藤)が互いに原則として週1回の観測(土～日、月～金)を行う。これにより期間中の3～4日毎の全層  $\rho$  - プロファイルを得ることができる。勝山市在住の北川は、通勤途上の好天時に、山頂付近の望遠撮影と監視を行う。また大雪崩の発生予想時には随時出動する筈であったが、これまでの3冬間にその必要は無かった。

iv. 気象観測：露場付近で小型ロガーによる気温測定と降雪強度計(熱量計の原理)の設置。降雪強度の測定は、山田忠幸氏(山田技研(株))の協力を得て行われた。

v. その他：温暖地では常に気温も含水率も高いので積雪の変態も速く、跡地等の観察から形態や発生点の様子等で区分されている、雪崩の分類に該当させるのが困難な場合も多い。とりあえず滑り面を積雪の上層部および地表を含む下層部に分けて、表層、全層(雪崩)の区分のみとした。またクラックの発生、スノーボール、小雪塊の崩落等も、発生のきっかけとなる場合もあるので、観測の対象に入れている。

・北川は共同研究者であるが更に一筆加えたい。氏は元横倉出身で、奥越一帯の積雪事情や特に雪崩に詳しく、独自の積雪観測も執念的(38雪崩の鎮魂?)に続けている。1981年以降の長年にわたる膨大な測定値は、温暖地積雪にとって大変(貴重)な資料であり其の約半分は横倉に於けるものである。当地での調査研究は、氏の全面的協力と資料を参照できる有利さから、今後の成果が期待できる。

## 3. 雪崩の発生条件・実質雪応力(仮, $\tau_r$ )

露場のような平地で、例えばシアーフレーム・テスト時のように、荷重Wの積雪塊を更に下方に在る積雪との境界面に沿わせて滑らそうとする。面に平行または適当な角度で力Pを加えると境界面付近に抗力Rが生じる。力Pに応じて抗力Rも相応に増すが、この抗力Rは面に垂直な垂直抗力Nと面に平行(水平)な摩擦力F(平行抗力)に分解できる。この摩擦力Fは、Coulombの(第1)法則により、摩擦面に対しての垂直力すなわち上載荷重(積雪塊の重量)に比例する( $F \propto W$ )。

$$F = \mu N \doteq \mu W \quad (1)$$

Wは水平単位面積当たりの上載荷重、 $\mu$ は面の性質に依存する係数である。 $\mu$ が最大となる $F_{\max}$ を越える力Pを加えたとき上載の積雪塊は面に沿って滑り出すことになる。

$$P > F_{\max} \quad (2)$$

(1), (2)を斜面に適用(積雪を斜面上に持っていく)すると、上載荷重による応力はここでも重力の方向になるので、その斜面に対する斜面分力 $\tau$ (3)と垂直分力 $\sigma$ (4)が生じことになる。 $\tau$ は雪塊を境界面に沿って滑らそうとする駆動力で、上のPに相当し境界面付近の雪層に対しては剪断応力である。 $\sigma$ は $\tau$ に対する抗力で雪塊を斜面上に保つ支持力であるばかりでなく、境界面以下の雪層への圧縮応力となる。 $W_n$ を斜面積雪上の単位面積当たり上載荷重(重力方向)とすると



$$\tau = Wn \cdot \sin\theta = W \cdot \sin\theta \cos\theta \quad (3)$$

$$\sigma = Wn \cdot \cos\theta = W \cdot \cos^2\theta \quad (4)$$

このような剪断応力 $\tau$ に雪層が耐えられるのには限度があり、その雪層の剪断破壊強度 $\tau_s$ を越えると雪塊は滑りだす。すなわち雪崩が発生することになる。

$$\tau > \tau_s \quad (5)$$

以上が最も簡単な雪崩の発生条件である<sup>1)</sup>。しかし、(1), (2)はマクロな範囲の摩擦に適用する式であり、雪崩の滑り面または弱層<sup>\*</sup>と云われる層が、少なくとも数mm以上である現象にそのまま当てはめるのが適当でないのは誰もが認めている。限りなく薄い面に対して定義されている $\mu$ の代わりに成るべき係数が必要なのである。

(1)式の $\mu$ は面の性質に依存する係数だが、その内容は複雑で例えば真実接触面積等の概念によって解釈が進展した経緯もある。積雪の基本単位とも云うべき微細層(此处では弱層、脆弱層等)の性質を表現するには、厚さを考慮した構造体としての層の概念の導入も必要となる。今のところ野外観測で得られる量は限られており、信頼できる値として密度 $\rho$ の介在するもの、弱層では剪断応力 $\tau$ が大きな値を示すはず、さらに上下の層に比べて密度が小さい、等が反映される係数として $1/\rho$  (or  $\mu/\rho$ )を選び、実質雪応力(仮)  $\tau_r: W/\rho$  と実質雪応力係数(仮,  $\mu_r$ )を定義する。すると(1)式はそのまま使えて、

$$Fr \doteq \mu_r \cdot W = (1/\rho) \cdot W = W/\rho \quad (6)$$

同様にして雪崩の発生条件(5)式は(7)式となる。

$$\tau_r > \tau_s \quad (7)$$

$\tau_r$ は上記の剪断応力 $\tau$ に相当する筈だが、摩擦の分野では $\mu$ に更にミクロな意味を持たせているので、ここでは実質剪断応力(real)とでも云えよう。 $\mu_r$ の意味は雪層中での、湿めり雪では氷(I)と水(w)の体積ないし体積で示される量となる。さらにミクロには、実質に雪層を構成している氷粒子や粒子間の接合部での、滑りと破壊およびその統計的な振る舞い、さらに水の介在の場合等の、解釈の進展が必要であり今暫くの時間を要するであろう。

積雪のような空隙の多い物体に力を加えた場合、実際に力が作用するのは氷粒(&w)のみに対してである。上載荷重による積雪内の応力分布をみる場合、(6)式を適用すると層毎の氷粒(&w)の体積で規格化したことになり一目瞭然となる(実質雪応力分布: 例えば図7)。図3以降では荷重曲線も描いてあるが、明らかに氷と水で構成する物質の懸水線のそれであり期待できる確かな値は、積雪表面からの距離(積雪深)に関するもの程度である。このように $\mu_r$ に先ず第一段階として $1/\rho$ を選択したのは妥当と考えられ、マクロな範囲で幅のある滑り層での、摩擦現象一般の記述にも有効ではないかと推測される。実質雪応力を特定の層、例えば弱層、のみを対象とするなら局部応力とした方が相応しい名称と云えるかも知れないが、今はこのままの名称で続ける。

(7)式を3冬間('98~'00)の観測値と過去の資料('81, '96)に使用すると、ここ横倉や兜岳では実質雪応力が $80\text{g}/\text{cm}^2$  ( $\rho < 0.4$ ),  $100\text{g}/\text{cm}^2$  ( $\rho = 0.4 \sim 0.5$ )を越えると発生の危険性が高まると思われる。剪断強度 $\tau_s$ の測定例として「雪のせん断強度と密度の関係 Watanabe.Z. (1977)」がある。横倉での測定値は、平地での値であり斜面積雪に適用すると約半分程度である。含水の多小による効果も推測されるが、発生地点との高度差および推定される積雪量の差を考慮すると、得られた値はほぼ適合すると



考えられる。さいきん含水がある場合の  $\tau_s$  について詳しい測定が試みられている<sup>7)</sup>。

#### 4. 雪崩予知：積雪状態の変化と最頻雪密度 $\rho_f$ の高度依存性

斜面上の現象である雪崩の予知には、(3)、(4)式の2辺目の項のように、斜面積雪さらには発生点付近の観測値を用いる方が直接的と思われるかも知れない。しかし、かつての斜面積雪観測3例の資料では、それぞれの斜面の特殊性が勝っていて、共通性や一般性の識別が困難であった。斜面では観測に割り当てられる労力も限られるので、採集資料が格段に少なく信頼性も低いと云わざるをえない。発生点付近の作業には予想外の危険が伴い“あの世の確認”とも為りかねず経験もしている。これに対して平地では、広域観測でも確かめられたように、位置の設定から観測地での資料の一般性が確認できると同時に、信頼性の高い資料が多量に採取可能である。したがって斜面に対して圧倒的に優位な平地での積雪観測値から、斜面の積雪状況を推測する手法が現状では实际的と確信している。かなり以前より平地に於ける観測値を、斜面に於ける其れに適用して雪崩等の発生を予知する可能性を探っていた。3. の記述はその試みの1例と云える。予知するには少なくとも将来の現象または状況を予測する必要がある。さいわい一般的に積雪状態の変化は観測地より標高の高い位置で多少の遅延を生じると経験上から推測されており、このような積雪の特性は雪崩発生予知に非常に好都合である。この特性は、最近の広域観測で、最頻雪密度  $\rho_f$  の高度依存性として立証しており、図1はその1例である。

図1は  $\rho_f$  の高度依存性を示す今冬(2000年冬)の結果である。これまで温暖地積雪での調査によれば、 $\rho$  - プロファイルから積雪を均等な微小層(現在のところ幅1 cm)に分割し集計すると、比較的安定した積雪層に於いては、 $\rho$  値は1個の正規分布を示すことが判っている。積雪期には積雪を大きく2～3層に区分できる場合も多い。区分層も独立な  $\rho$  分布を持ち、互に関連して全体としての変態(変成)を進める。しかし融雪期頃までには、ほぼ安定した一個の積雪層と成る。上記分布曲線の中央値を其の積雪の最頻雪密度  $\rho_f$  とする。

積雪のある層または全層で同分布型が認められれば、その層または積雪は安定(熱学的に)していると云える。もちろん積雪全層が安定している状態の場合の  $\rho_f$  値は全層平均密度  $\rho_m$  に等しいとみなせる。このように  $\rho$  分布と  $\rho_f$  値は積雪の状態を示し、 $\rho_f$  の値自体は積雪の全変態過程に於ける時間軸上の位置を与える量とも云える。

$\rho_f$  値は、積雪を代表する推定密度値であるが、時間や場所の異なる積雪を比較する場合に有効であり、 $\rho_m$  に代わり得る量として導入している。同じ目的で  $\rho$  値を大小順に並べて示す値順  $\rho$  線もある。

本稿で述べている雪崩観測と並行実地されている広域調査では、 $\rho_f$  値の地域分布、高度分布、時間変化を調べている。観測時間を数日間に限った高度分布図では明らかに  $\rho_f$  値の高度依存を示している。図1は2000年の値だが、'85, '97, '99年

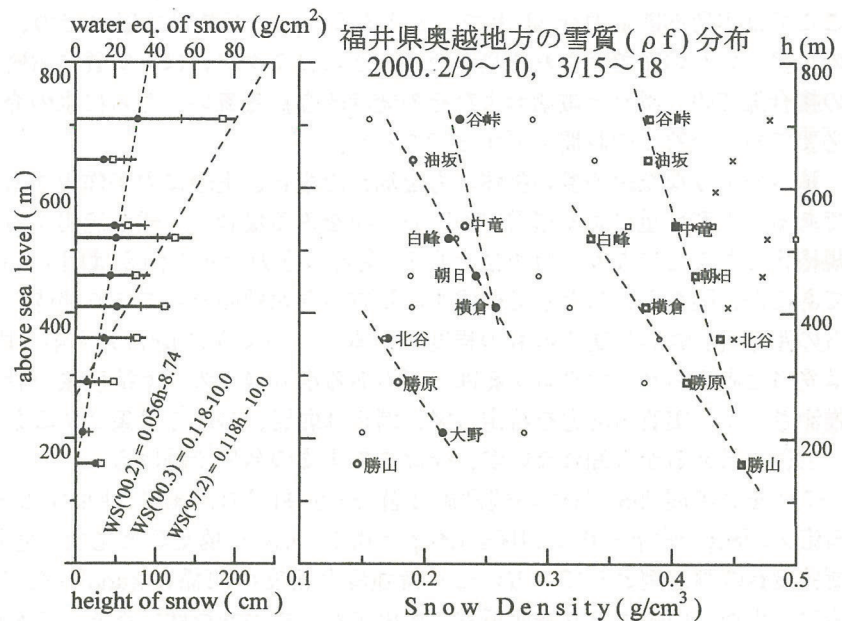


図1 福井県奥越地方の雪質( $\rho_f$ ):高度依存性



の場合も全く同じ傾向である。これらの測定値では観測地選定のつごうで高度の最高値が710mである。しかし、同じ測定値から導かれる積雪の相当水当量も同じく高度依存性を示す外、pf値の時間変化の気温依存が確かめられつつある。これらの事とやや古い資料(1961)だが、当観測地域に続く白山山麓での相当水当量を参照すると<sup>4)</sup>、pf値の高度依存は若干勾配が異なるであろうが約2500m附近まで同じ傾向を示すと推測される。したがって図1の値は、かなりの信頼性をもって目標地点の1つである兜岳の山嶺(表層雪崩発生地点)、標高1300m付近までは直接外挿して良いと考えられる。

## 5. 雪崩予知：積雪の構造と斜面積雪に於ける力学的条件，含水率

(7)式は雪崩発生の全てを言い尽くしている云えよう。したがって斜面積雪内で条件の成立する層の位置を予測すれば良い。つぎに観測やその他の資料から(7)式の成立を、過去の資料から探る又は現在の資料から予測するに際しては、 $\tau_r \rightarrow$  大と  $\tau_s \rightarrow$  小との場合を明確に区別して、両値間の相対的な増減の推移を見極めることが肝要であろう。もちろん(7)式の符号が逆の場合  $\tau_r < \tau_s$  が通常の状態であり、積雪が斜面上に安定して存在する条件である。

まず予測の基準となる観測地(平地： $\theta = 0$ )の積雪中では常に  $\tau_r = 0$  であり、上載荷重による内部応力(\*)は全て積雪の圧縮応力  $\sigma$  である(になる)ことを念頭におく必要がある。(2)と(3)式の平地の場合として以下のようにまとめておくと、平地と斜面積雪の比較遂行に都合がよい。(\*)：本稿では斜面積雪に合わせて平地積雪内の内部応力にも、実質雪応力として  $\tau_r$  を使用しているので注意されたい。

$$\text{平地積雪：} \quad \tau_r = 0 \quad (8)$$

$$\sigma_r = \mu_r \cdot N \doteq \mu_r \cdot W = W/\rho \quad (9)$$

なお(2)と(3)式も本稿の主旨に沿わせて  $\tau_r$ ,  $\sigma_r$ ,  $W/\rho$  としておく。

$$\text{斜面積雪：} \quad \tau_r = (1/\rho) \cdot W_n \cdot \sin\theta = (W/\rho) \cdot \sin\theta \cos\theta \quad (3)'$$

$$\sigma_r = (1/\rho) \cdot W_n \cdot \cos\theta = (W/\rho) \cdot \cos^2\theta \quad (4)'$$

剪断応力  $\tau$  に対する積雪の剪断破壊強度  $\tau_s$  と同じく圧縮応力  $\sigma$  についても圧縮破壊応力  $\sigma_p$  がある。このように平地積雪での上載荷重は、全て圧縮応力として働き積雪を圧縮沈降させる。したがって乾き雪の層では、この応力による圧縮破壊変形によりますます圧密(しまり)が進行することになる。湿り雪層でも此のような緩やかな圧密沈降現象が同様に生じている(圧縮粘性変形： $w\% > 0$ )が、3冬間や過去の資料から  $\rho$  - プロファイルの時間変化を詳しくみると、多数の微小層中での一時的で急速な圧縮沈降すなわち層の破壊(?)や、数個の微小層がまとまって急速に圧縮沈降を起こす挫屈現象が認められるので  $\sigma_p$  も考慮の必要がある。

限られた地理的範囲では斜面に於いても平地と類似の降雪・成層環境であろうと推測される。もちろん斜面の勾配に応じて、上載荷重による応力も圧縮や剪断方向へと分散されるが、その後の層の形成についても平地積雪との類似性が保たれていると推測できる。微小層の破壊の場合に比べて規模の大きい挫屈現象ような運動は、平地と同時か少し遅れて斜面でも起きる筈と考え、雪崩発生の十分な要因と成り得る。

自然積雪中での  $\sigma_p$  の測定例は少ないが、乾き雪について上述のような僅かな破壊変位をも含めた(10)式と  $\tau_s$  についての(11)式が報告されている<sup>5)</sup>。 $\tau_s$  については同時に湿り雪の値も示されており、含水率による区分けはないものの、その値は乾き雪に比べて激減( $1/3 \sim 1/5$ )している。



$$\tau_s = 1.19\rho - 0.2 \quad (10)$$

$$\sigma_p = 2.3\rho - 0.2 \quad (11)$$

$$\therefore \tau_s < \sigma_p \quad (12)$$

$\rho$  の小さい場合についての測定の困難さと精度とを考慮して、 $\sigma_p/\tau_s$  は 2～3 倍と考えて良い。すなわち積雪は圧縮よりも剪断に弱い構造であり、この特性は斜面積雪に於いてのみ現象として現れる重要な意味を持つ。

積雪の構造については、本誌前(6)号<sup>13)</sup>で等大球の連なった準柱状構造(正方粗充填)を推論している。これは今冬(2000年)実施の広域調査の資料(図1)で更に補完されるが、準柱状構造の基本構造が  $\rho = 0.2$  附近で形成される事も推定している。(10)式で  $\tau_s = 0$  は  $\rho \rightarrow 0.2$  で達成され此を傍証するものと云えよう。さらに(11)式で、 $\rho \rightarrow 0.1$  では  $\sigma_p \rightarrow 0$  ももちろん  $\tau_s = 0$  である。すなわち雪は  $\rho = 0.2$  附近以上で構造体としての積雪の意味を持ち、 $\rho = 0.1$  附近では形状は保つものの流体のような挙動である事を示している。これらにより積雪の構造についての認識はさらに深まった。

(12)式の特性は全く柱状構造のそれである。積雪の構造に準柱状構造を前提にすると、報告されている種々の現象の解釈がさらに容易となる、“準”とは柱を形成している(積雪の)構造粒子が、上載荷重の支持と流下水の条件を満たせば、厳密に一本の柱のように連なっている必要はないことを意味する。このように考えると、構造粒子間に混入する微細粒子や湿り雪で見られる団粒等は、構造体に対する補強体と捉えることができる。(12)式は平地と斜面積雪中の成層間での現象説明に示したが、荷重応力と流下水の方向は共に重力の方向であるので、平地はもちろん斜面積雪中でも水平と鉛直方向について同じ式が成立する筈である。さらに条件を絞って上載荷重のみの乾き雪( $T > -10^\circ\text{C}$ )<sup>3)</sup>についても成立可能と推定される。斜面でのクラックの発生や雪庇の形成と崩落、雪崩走行中の規模増幅等の解釈として、今後の検討課題としたい。

表層・全層雪崩の危険度を、発生要素毎の条件に区分けして素点化し、総合評点からランク付けできるように示されている<sup>1), 2)</sup>。又それぞれの雪崩の発生についての評価基準や気象条件による判断もある<sup>2)</sup>。積雪中の含水(率)については未だ知見が乏しいので詳しい記述はないが重要な要因である。

柱状構造体での力学的強度は、基本的には柱状を形成している構造粒子間の強度に帰着する。まず粒子間の結合が、①多少とも氷結部があり当初からそれに伴う強度がある場合と、②含水等も含んだ接触程度の緩やかな場合とで含水の効果が異なってくる。これに積雪中の含水状態を保つ温度、すなわち気温と雪温の値及び変化が関連してくる。細かく区分けした説明は別の機会とし重要な部分のみを要約して述べる。

①の場合に、水が浸入して氷結部を融かせば、②の場合に移行して強度が減少するのは当然である。雪温(気温)の低下にによる②→①は表層部でなら可能。②の場合、ごく僅かの含水の存在は強度を増すと考えられるが、湿り雪では含水率の増加に伴い、粒子間の水膜の厚さが増すので全体的な強度も減少、特に剪断方向では激減する。①の場合で重要なのは、水の浸入によって粒子間の応力が分散されても伝達することで、結果として含水率

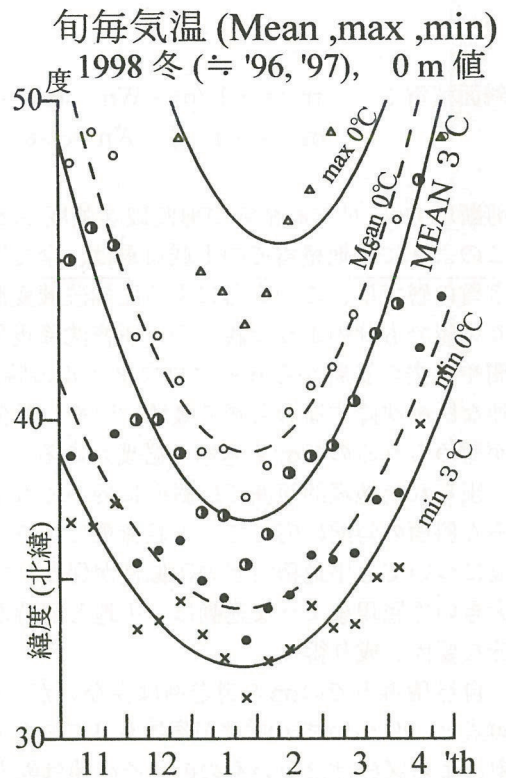


図2 1998年の旬毎日(平均・最大・最低)気温



が大きく減少すれば強度は小さくなる筈である。

一般的に積雪中の含水率は、気温が正負とも低いほど小さいと云えるが、重要なのは雪温と含水率の変化を考慮した気温の経過である。積雪の含水率は日中に融解があれば高く夜には小さくなるのが全層についての一般的傾向だが、さらに値自体は小さくなるが、上層部での極小は夜半から朝方であり、下層部では約1/4日遅れる事実も考慮する必要がある<sup>9), 12)</sup>・・・等々。

## 6. 観測例

・1996年冬

福島県嶺北部奥越地方の各地で、1月下旬～2月上旬の間に、確認されたものだけでも10個の表層雪崩が発生している。このうちの数個については融雪後に現地調査を行い報告した<sup>8), 10)</sup>。横倉でも過去の発生常習地跡と思われる位置で計3個の表層雪崩が発生している。これらの雪崩は全て発生後かなり期日を経て発見されたもので、調査の最終に至っても、正確な発生日を確認できずに終わっている。この期間中に北信越地方の各地でも、相次いで大規模雪崩が発生していることが後日判明した。現地調査も一段落した5月末北川氏より、勝山市北谷で'95.12/7～'96.2/16の間にに行った計7回分の、積雪断面観測資料を譲り受けた。この資料から発生日を同定できないものかと考えたのが、当調査研究の動機であり、北川との共同研究が開始された経緯である。

図3の左が荷重応力 $W$ 、右が実質雪応力 $\tau r$ の変化である。1/10～2/3の間で積雪量の差が大きくなっている。詳しくは上報告<sup>10)</sup>の北谷における降雪量で、1/29頃から多量の降雪があったことが判る。 $\tau r$ の2/3と2/10のグラフには、それらしいピークが幾つか認められるが、観測間隔が7日間と長いので詳細は不明である。これにより3～4日毎の観測資料が必要であることが判った。2/16についても明確なピークがあるが発生の記録はない。

1/10の積雪下層部にも突出部がある。県内での発生記録はないが、最近になって群馬県内の山間地で、2/3と共に1/9に発生している報告がある<sup>6)</sup>。北信越とは同緯度の範囲であり発生要因の追求に関連して興味深い。図2は旬毎の気温経過で、日平均気温は1月下旬～2月上旬が最も低い。

・1998年冬

期間：1998.1/11～2/28、観測数：15回。当年より2.の概要で示す雪崩観測を開始する。今冬は山地でも少雪であったが2/13.15h30m頃、A：測定地近く(標高差約100m、面発生全層ナダレ)と、B：兜岳左峰(西側：標高差約900m：点発生表層ナダレ)とで共に非常に小規

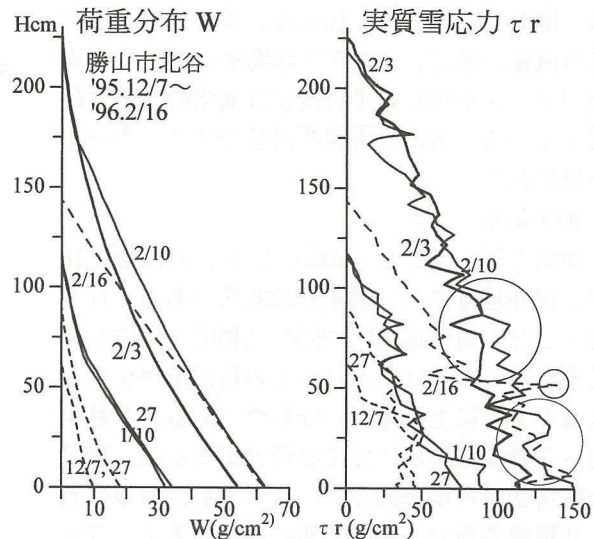


図3 1996年冬、荷重分布 $W$ 、実質雪応力 $\tau r$

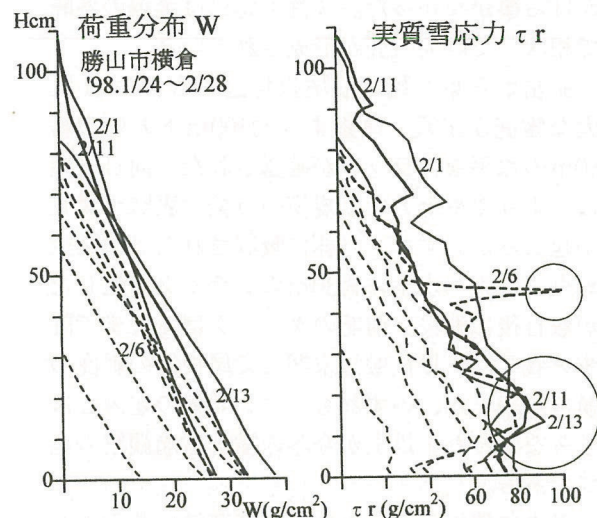


図4 1998年冬、荷重分布 $W$ 、実質雪応力 $\tau r$



模だが雪崩跡を確認した。Bは同日別時刻(13h00m, 他方向から)撮影の写真では認められないので、この間の発生と推定される。2/11に最大積雪深を示す— 2/12には相当量の降雨— 積雪水量の最大値は2/13。図4の実質雪応力 $\tau r$ の変化と $\rho$ —プロファイル(省略)は、まとまった降雪があり、積雪状態が2/6から2/11, 13にかけて大きく変化した事を示す。 $\tau r$ の変化から、上記表層ナダレは2/6および全層ナダレは2/11には既に徴候を示しているのが認められる。

・1999年冬

期間：1999. 1/3～3/18, 観測数：24回。本年も暖冬気味と云われ山間部での降雪量も少なかった。しかし当地付近の山腹斜面では、1/3には数個および2/10には無数の小雪塊の滑落やスノーボールの発生が見られた。2/25には、兜岳中腹と付近の斜面で、雪塊の滑落が原因と思われる小規模雪崩(150—200m)が各1個ずつ発生(2/20～25)しており、3/8には両地点付近で更に小規模なものが数個ずつ確認されている。図5：1/30と2/10には、多少まとまった降雪直後の値で、 $\tau r$ グラフは異常に変化に富んだパターンを示し約半日後には通常のタイプに戻っている。共に小雪塊の滑落やスノーボールが見られた。

・2000年冬

期間：'99. 12/2～2000. 3/31, 観測数：18回。福井地方では、例年の最寒期である1月下旬～2月上旬頃迄(図2参照)に相応の積雪が見込まれる。今冬は、それまでの積雪量が少なく気温がすでに上昇傾向に転じつつある、2月中旬～3月上旬にかけて主な降雪があった。特異な積雪状況の年と云える。この為か、当地は元より奥越各地でも、小雪塊の滑落やスノーボール以外にはナダレは発生せず、融雪末期(3月末)に至っても通例の全層ナダレもほとんど見かける事がなかった。3月上旬には奥越の各峰で相次いで巨大雪庇が形成されている。

兜岳から東へ延びる尾根付近でも、3/1巨大な雪庇が出現、尾根より約100m下方に巾約80mの水平なクラックが確認された。同日昼頃ここよりやや上方で小規模の点発生表層ナダレが起こるが、すぐ下の林に吸収された。同発地点より東へ水平に約30mのクラックが生じたが数日後に消失。前記のクラックは4月まで証跡を残した。以後融雪末期まで尾根筋の雪庇の崩落が続くが、いずれもナダレ発生の起因とは成らなかった。以上が今冬の横倉雪崩観察の全てである。

過去に使用してきた熱錘式密度計に若干の改良(熱錘部)を試みた。測定の信頼性の向上と共

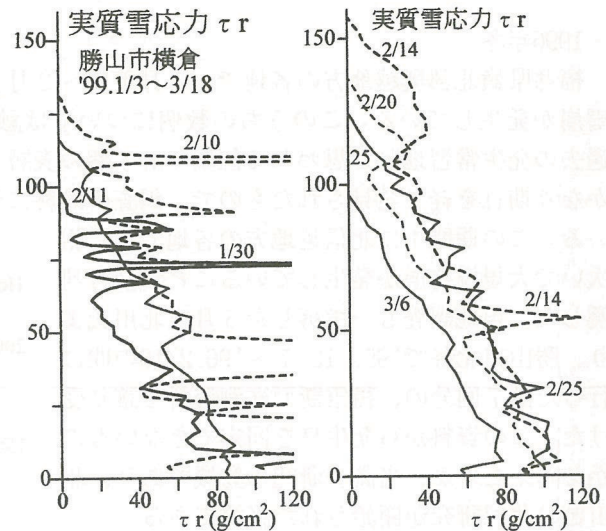


図5 1999年冬. 荷重分布W, 実質雪応力 $\tau r$

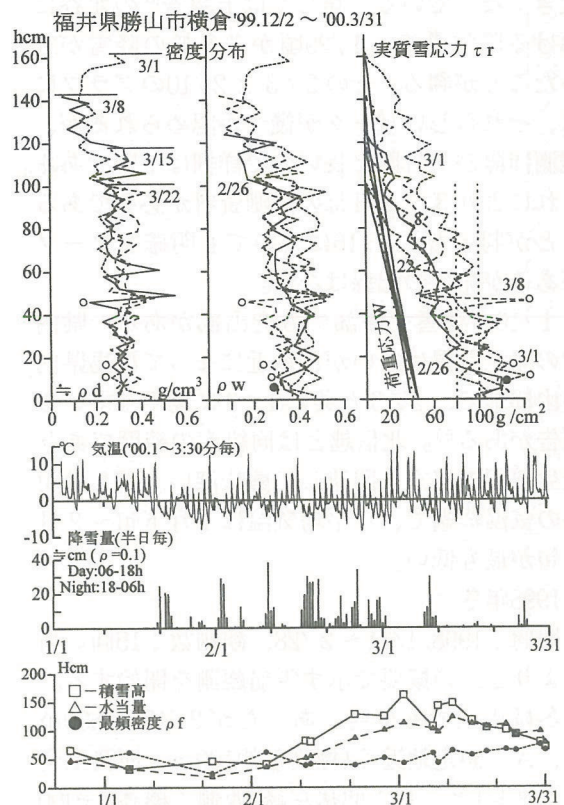


図6 2000年冬.  $\rho$ , W,  $\tau r$ 分布, 降雪量, 他



に、積雪の平均的含水率が粗い精度で推定可能となった。 $\rho$ ,  $\rho_w$ —プロファイルと比較すると、積雪層全体の含水量が非常に多かった事が判る。

図6, 2月の気温値から、降雪時の気温は低いものの全般的に融解も盛んであったと推定でき、同様に兜岳尾根筋付近での融解も推測される。気温の推移から、例年よりかなり遅れて、3/1頃より緩やかに融雪期に入ったと考えられる。実質雪応力 $\tau r$ が高い値を示す層は $\rho$ 値が比較して低く、融解水等が滲入すれば緩、急応力の吸収層とも成り得るだろう。 $\rho$ —プロファイルの推移からは積雪層内での挫屈等も推定できる。同様の効果は、高い含水率を持つ積雪層全般についても云える。

・1981年冬

いわゆる56豪雪の年である。県内の各地でも多量の降雪があり、福井市の最大積雪深は記録史上3位となっている。しかし、福井県では雪崩で有名な、横倉に於いて表層雪崩が発生している報告がなく北川も確認している。ただし近くの大野市黒谷など他の地域では発生したと伝えられているが詳細な記録は無い。この事実は'96年の調査当時からの懸案の1つで、その後もたびたび話題となった

'96年と同じく北川が積雪断面観測資料を所有している。幸い両地点が観測地点に含まれているので、 $\rho$ —プロファイルと $\tau r$ の比較を試みた。

図7で各地の $\tau r$ グラフをみると、中層部以上で突出部が有るのは黒谷地点のみであり、横倉でも対応する層が認められるが目立ったものではない。各地の積雪深の値は地理的な差と高度差に因るものとして納得でき観測日の差も小さい。各地とも雪面付近での融雪が盛んだが、横倉では $\rho$ —分布型の乱れから積雪状態が特に不安定な事が判る。これらの事を踏まえて再び、横倉に於ける積雪表面から対応層附近までの $\rho$ —プロファイルと他地点の其れとを比較する。この時期たとえ融雪が盛んであっても、1日程度では大気に直接触れない雪面以下の、氷の実質部に大きな変化はないと考えられる。そこで融雪水の滞留をも考慮して、それぞれのグラフを重ね合わせると、福井市—勝山市—同横倉と大野市黒谷とは可成り違っている。福井市→横倉では相当に湿った降雪であり、黒谷では比較的乾いた降積雪であったと推測される。すなわち降雪の傾向が異なる。この地域のこのような降雪傾向の存在は、既に別の広域観測でも確かめられている。横倉では比較して気温が低いものの融雪水の緩やかな滲入によって、対応層の $\rho$ が大きくなり同時に力学的強度も増大したと考えられる。これで懸案の1つに一応のけりが着いたと云えよう。

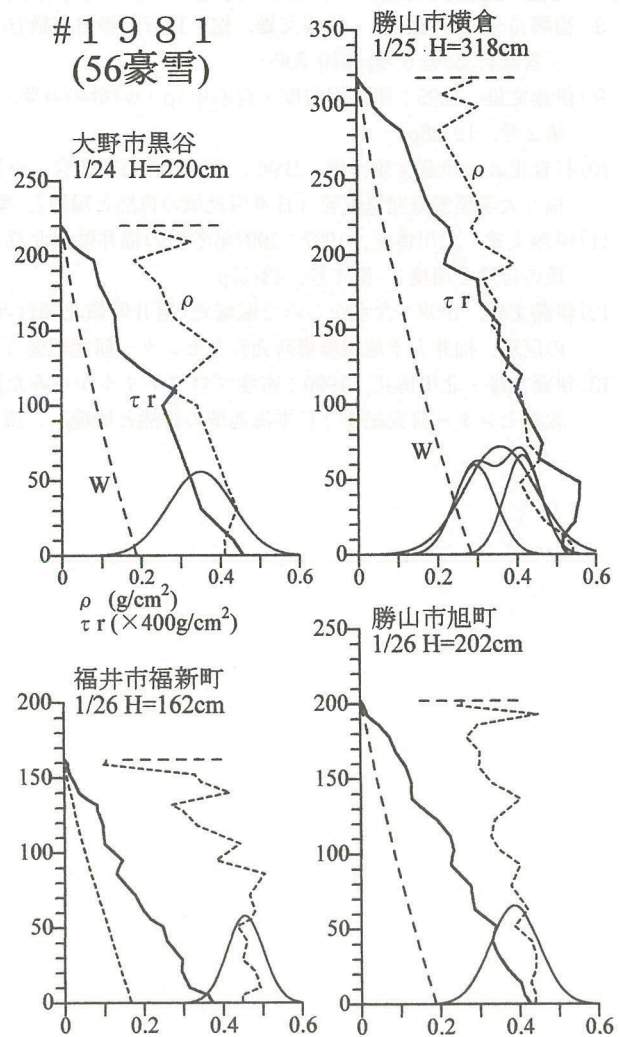


図7 1981年(56豪雪)の場合の $\rho$ ,  $W$ ,  $\tau r$ 分布



## 謝 辞

本調査研究報告の提出にあたり、福井大学教育地域科学部理数教育・物理学 服部浩之教授・香川喜一郎教授からは分担者の一人が、長年にわたって激励と援助を給わっている。また同上学部地域環境研究教育センター服部 勇教授からも、調査研究遂行上の助言と計り知れない恩恵を頂いている。此処に改めて厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- 1) 日本雪氷学会, 1998: 雪崩対策の基礎技術
- 2) 中村勉, 1986: 雪崩とその災害対策. 雪氷防災, 白亜書房, 403-427p
- 3) 清水弘, 1968: 斜面積雪の内部歪 I. 低温科学, 物理編, 26, 143-168p
- 4) 久保次郎, 1970: 白山の気候. 日本自然保護協会中部支部白山学術調査団編「白山の自然」, 51-109p
- 5) 渡邊善八, 1976: 積雪の粘弾性と破壊強度. 積雪災害の防止に関する基礎的研究研究報告, 53-60p
- 6) 遠藤八十一・山野井克己・小南祐志, 1998: 森林伐採による乾雪表層雪崩発生事例. 1998年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 182p
- 7) 山野井克己・遠藤八十一・庭野昭二, 1999: 濡れ雪の剪断強度の測定. 1999年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 167p
- 8) 福嶋祐介・杉森正義・伊藤文雄, 他, 1997: 勝山市横倉・小原で発生した表層雪崩の流動特性. 日本雪氷学会誌「雪氷」, 59巻5号, 319-330p
- 9) 伊藤文雄, 1995: 積雪用密度・含水率( $\rho \cdot w$ )計の概要. 福井大学積雪研究室紀要「日本海地域の自然と環境」, 第2号, 19-28p
- 10) 杉森正義・伊藤文雄, 他, 1996: 1996年勝山市横倉・小原で発生した表層雪崩調査および発生についての考察. 福井大学積雪研究室紀要「日本海地域の自然と環境」, 第3号, 1-14p
- 11) 伊藤文雄・北川博正, 1997: 1997年冬季の福井県嶺北部における雪質分布. 福井大学積雪研究室紀要「日本海地域の自然と環境」, 第4号, 43-57p
- 12) 伊藤文雄, 1998: 含水からみた温暖地(福井県嶺北部付近)積雪の傾向と水含み雪(湿り雪, 濡れ雪, ベタ雪, …)の区別. 福井大学地域環境研究教育センター研究紀要「日本海地域の自然と環境」 第5号, 55-70p
- 13) 伊藤文雄・北川博正, 1999: 密度プロファイルからみた温暖地(福井県嶺北地方)の雪質. 福井大学地域環境研究教育センター研究紀要「日本海地域の自然と環境」 第6号, 1-15p